

Fremdgesteinseinschlüsse in tertiären Vulkaniten am Hohen Parkstein bei Weiden in der Oberpfalz/Bayern

MARKO RANNEBERG¹ & HERBERT PÖLLMANN¹

¹) Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle, Germany.

Schlüsselworte: Parkstein, Xenolithe, Basalt, Nephelin - Basanit, Tertiär, Egergraben

Keywords: Parkstein, Xenolithes, Basalt, Nepheline - Basanite, Tertiary, Eger rift

Zusammenfassung

In der Umgebung der Ortschaft Parkstein wurden tertiäre Basalte und ihre Fremdgesteinseinschlüsse kartiert und charakterisiert. Die untersuchten Vulkanite befinden sich westlich der Fränkischen Linie im oberfränkisch - oberpfälzischen Bruchschollenland. Sie gehören genetisch zu den Intraplattenbasalten und stellen zusammen mit mehr als 100 weiteren Vorkommen in Oberfranken und der Oberpfalz die westlichen Ausläufer des westlichen Egergraben - Vulkangebietes dar.

Die Basalte des Arbeitsgebietes durchschlagen klastische Sedimentgesteine des Mittleren Keupers (Burgsandstein) und der Höheren Oberkreide (Parkstein Formation). Nach ihrem normativen Mineralbestand werden die Vulkanite als Nephelin - Basanite klassifiziert. Die Fremdgesteinseinschlüsse in den Vulkaniten stammen aus dem Deckgebirge. Insgesamt können zwölf Xenolith - Typen unterschieden werden, die starke Ähnlichkeit zu den Gesteinen des Mittleren Keupers und der Oberkreide im Untersuchungsgebiet aufweisen. Es sind hauptsächlich verschiedene Tonsteine, Sandsteine, Arkosen und Konglomerate. Letztere enthalten Granit - Gerölle. Die Fremdgesteinseinschlüsse zeigen, im Kontaktbereich zu den Basaltgängen, vielfach thermometamorphe und metasomatische Umwandlungserscheinungen.

Abstract

In the region around the village Parkstein, Tertiary basalts and their xenoliths were mapped and characterized. The vulcanites examined are located west of the Franconian Line in the Upper Franconian - Upper Palatinate area. Genetically the vulcanites belong to the intraplate basalts and, together with more than 100 further occurrences in Upper Franconia and Upper Palatinate, define the western extremities of the volcanic area of the Egergraben.

The basalts are surrounded by clastic sedimentary rocks of both the Middle Keuper (Burgsandstein) and Upper Cretaceous (Parkstein Formation). The basalts are classified as nepheline - basanites by their mineral constitution. The xenoliths in the vulcanite originate from the overburden. In total, twelve types of xenoliths can be distinguished, showing strong similarities to the

Keuper and Upper Cretaceous rocks. The xenoliths are mainly various mudstones, sandstones, arkoses and conglomerates, containing pebbles of granites. The xenoliths frequently show thermo - metamorphic and metasomatic transformations in the contact domain to the basalt veins.

1. Einleitung

Der Hohe Parkstein, bei Weiden in der Oberpfalz gehört zu den schönsten Geotopen Deutschlands (Abb.1). Viele Menschen besichtigen ihn Jahr für Jahr und staunen über den imposanten Basaltgang. Auch Alexander von Humboldt besuchte den Parkstein und bezeichnete ihn als schönstes Basaltvorkommen Europas (SCHRÖDER & PETEREK 2002). Seither war der Hohe Parkstein Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen, die sich u.a. mit der Petrographie, dem Alter und dem Entstehungsprozess beschäftigten. Die wichtigsten Arbeiten dazu wurden von GÜMBEL (1868), WALDECK (1905), RICHARZ (1920), WURM (1925, 1961), SCHRÖDER (1963, 1965), STRUNZ (1975), TODT & LIPPOLD (1975), HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985), ALTENSCHMIDT (1991), SCHRÖDER & PETEREK (2002), HORN & ROHRMÜLLER (2005) und PÖLLMANN & PETEREK (2010) verfasst. Fremdgesteinseinschlüsse, die in den Vulkaniten des Hohen Parksteins in großer Zahl vorkommen, wurden dabei oft nur untergeordnet betrachtet. Nur SEELIGER & STRUNZ (1962) haben sich eingehender mit dieser Thematik beschäftigt. Allerdings beziehen sich ihre Untersuchungen nur auf drei verschiedene Einschlusstypen, die ausnahmslos aus Basaltproben stammen. Wie vielfältig die Xenolithe jedoch tatsächlich sind, soll im Folgenden aufgezeigt werden.



Abb. 1 Blick aus Süden auf den Hohen Parkstein.

2. Regionale Geologie

Der Hohe Parkstein überragt mit einer Höhe von 595 m das oberfränkisch - oberpfälzische Bruchschollenland, einen schmalen, 15 bis 20 km breiten Trias - Streifen, welcher sich zwischen der Nördlichen Frankenalb und dem Ostbayerischen Grundgebirge befindet. Das Bruchschollenland ist durch NNW - SSE ausgerichtete Störungszonen in mehr oder weniger schmale Leistenschollen zerteilt (WALTER 2007).

Im nördlichen, oberfränkischen Anteil des Bruchschollenlandes zeigen triassische Gesteine die für Mitteleuropa charakteristische Dreigliederung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Darüber folgen im Gebiet um Coburg unterjurassische und nordwestlich von Kulmbach mittel- und oberjurassische Gesteine. Richtung Südosten macht sich in der Ausbildung der Trias - Sedimente zunehmend die Nähe und der Einfluss des angrenzenden Böhmisches Massivs bemerkbar (WALTER 2007).

Nach Süden verliert sich die tektonische Zerstückelung und die Bruchschollen enden

in der Weidener Bucht. Hier tritt stellenweise das Rotliegendes des Naab - Troges zutage (WALTER 2007). Es umfasst Serien des Unterrotliegendes bis zu kontinentalen Zechsteinäquivalenten, mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 1500 m (SCHRÖDER 1965).

Die Gesteine des Perms werden im Gebiet östlich von Weiden von Buntsandstein und litoral-klastischen Gesteinen der Mittleren Trias überlagert. Im Raum Neustadt - Presath - Parkstein folgt Keuper, der stellenweise diskordant von jüngerer Oberkreide (Hessenreuther Kreidemulde) bedeckt wird (WALTER 2007).

Die Ablagerungen der Hessenreuther Kreidemulde bestehen aus Gesteinen des Unteren Cenoman bis Campan. Es sind terrestrische Sedimente eines progradierenden Schüttungsfächers, der sich als Folge der Heraushebung des Grundgebirges gegenüber dem mesozoischen Vorland an der Fränkischen Linie entwickelte (DILL 1990, DILL & WEBER 2010) (Abb.2).

Lokal werden die Sedimente des Bruchschollenlandes von tertiären Vulkaniten

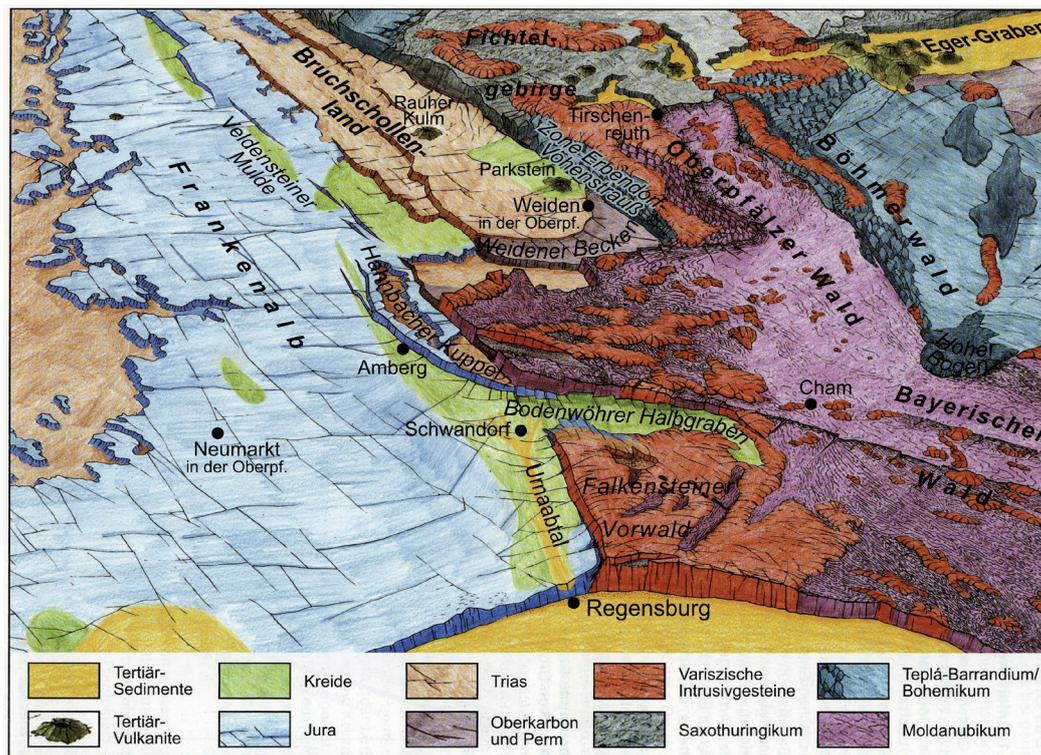


Abb. 2 Geologisches Reliefbild der Umgebung des oberfränkisch - oberpfälzischen Bruchschollenlandes (nach VOLL 1960, aus GLASER et al. 2007).

durchschlagen (z.B. Rauher Kulm, Waldecker Schlossberg, Parkstein). Nach SCHRÖDER & PETEREK (2002) kennt man aus dem Deckgebirge westlich der Fränkischen Linie 20 vulkanische Förderröhren. Aus der östlich der Fränkischen Linie anschließenden Grundgebirgsscholle sind circa 100 Eruptionszentren bekannt (HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985).

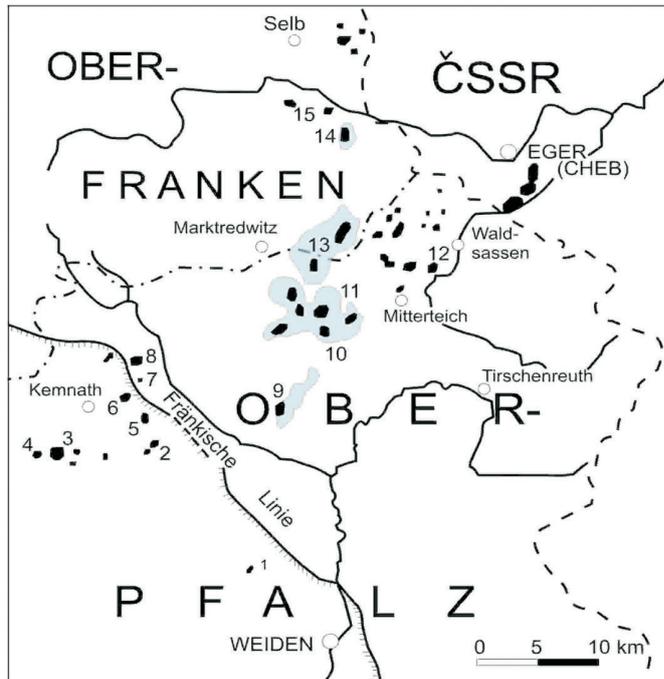
Der Vulkanismus ist an den Egergraben gebunden, der durch Dehnung der Erdkruste seit dem späten Oligozän eingesunken ist (GLASER et al. 2007). Der Egergraben ist ein NE - SW streichendes, kontinentales Riftsystem, das eine Breite von rund 50 km und eine Länge von etwa 300 km hat (KOCH & RÖHLING 2005). Er gehört, wie auch der Rheingraben, zum European Cenozoic Rift System (ECRS) (ZIEGLER 1990). Die Oberpfälzer Basalte stellen die westlichen Ausläufer der Egergraben - Vulkanite dar (TODT & LIPPOLD 1975).

Entlang des Egergrabens sind die Eruptionen an mehrere Zentren geknüpft. Dies sind von NE nach SW: Nordböhmisches Mittelgebirge, Duppauer Gebirge, östliches Fichtelgebirge sowie der Kemnather Raum. Die Basalte liegen jeweils im Schnittpunkt der

Strukturen des Egergrabensystems mit querenden Störungen, z.B. der Fränkische Linie (PÖLLMANN & PETEREK 2010). Sie sind überwiegend an vorvulkanisch entstandene Beulenstrukturen gebunden (SCHRÖDER 1965).

In der Oberpfalz liegt das Hauptverbreitungsgebiet der Basalte laut OTT (1996) in einem Dreieck Marktredwitz, Waldsassen und Wiesau mit dem Großen Teichelberg (Abb. 3). Die Vulkanite, die neben Tuffen auch vulkanische Brekzien enthalten, gehören den Alkalibasalten an. Ihre petrographischen Merkmale weisen sie als primäre Partialschmelzen des Oberen Erdmantels aus (HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985). Sie gehören hauptsächlich drei Gruppen an: den Feldspatbasalten, den Nephelinbasalten oder Olivinnepheliniten und den Nephelin - führenden Feldspatbasalten oder Nephelinbasalten (WURM 1925, 1961).

Dem hohen Alter entsprechend befinden sich alle Vulkane in einem fortgeschrittenen Abtragsstadium, so dass sie als Vulkanruinen vorliegen (WURM 1925). Die vorvulkanische Landoberfläche des Deckgebirges muss mindestens 100 m über dem derzeitigen



1. Parkstein

2. Kuschberg
3. Rauher Kulm
4. Kleiner Kulm
5. Waldecker Schloßberg
6. Anzenberg
7. Armansberg
8. Zinster Kuppe
9. Langholz
10. Triebendorf
11. Großer Teichelberg
12. Steinmühle
13. Reichsforst
14. Steinberg
15. Thierstein

Abb. 3 Die Basalte Oberfrankens und der Oberpfalz [nach Strunz 1975] (schwarz = Basalt, hellblau = Deckenreste).

Gipfelniveau des Rauhen Kulm gelegen haben (HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985), möglicherweise 200 - 300 m darüber (PÖLLMANN & PETEREK 2010).

Die heutige Form der Oberpfälzer Basalte ist die von Spalten, Decken und Schlotausfüllungen (STRUNZ 1975). Spalten streichen NE - SW, also parallel dem Streichen der gesamten Vulkanzone und parallel dem Streichen des tertiären Egergrabens (WURM 1925, TODT & LIPPOLD 1975). Decken sind über dem kristallinen Grundgebirge erhalten geblieben (Langholz, Triebendorf, Teichelberg), Kuppen herrschen im sedimentären Vorland vor (Rauher Kulm, Parkstein) (STRUNZ 1975).

3. Geologie der Umgebung des Hohen Parksteins

Im Ort Parkstein und unmittelbar NE der Ortschaft durchbrechen zwei ovale, voneinander getrennte Schlotbrekzien (Diatrembrekzien) die Deckgebirgsschichten. Sie bestehen unterhalb des Parksteins aus Sedimenten des Rotliegend, der Trias und der höheren Oberkreide (Abb. 4).

Das NE - Vorkommen ist derzeit vollständig überdeckt. Laut RICHARZ (1920) soll sich in dieser Diatrembrekzie ein Basaltgang von rund 10 m Länge und etwa 1,5 m Breite befinden. Die Diatrembrekzie im Ort Parkstein ist an der SE - Wand, am ehemaligen Steinbruch (Abb. 5), und in drei Felsenkellern, in der Kapuzinergasse, eindrucksvoll aufgeschlossen. An der SE - Wand steht sie sowohl im südlichen Teil des Profils, als auch am Treppenaufgang hinter dem Gasthof „Bergstüberl“, im Kontakt zu einer großen, gangförmigen Basaltintrusion (Abb. 6 - 10). Da die Basaltsäulen senkrecht auf der Diatrembrekzie stehen, diese also als Nebengestein vorgefunden haben, geht man im Allgemeinen davon aus, dass der Basalt nachträglich eingedrungen und damit jünger als die Diatrembrekzie ist (vgl. SCHRÖDER 1965, HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985). Innerhalb der Diatrembrekzie kommen untergeordnet auch kleinere Basaltgänge vor, z.B. auf der Höhe des Wegweisers an der SE - Wand oder im mittleren Felsenkeller in der Kapuzinergasse.

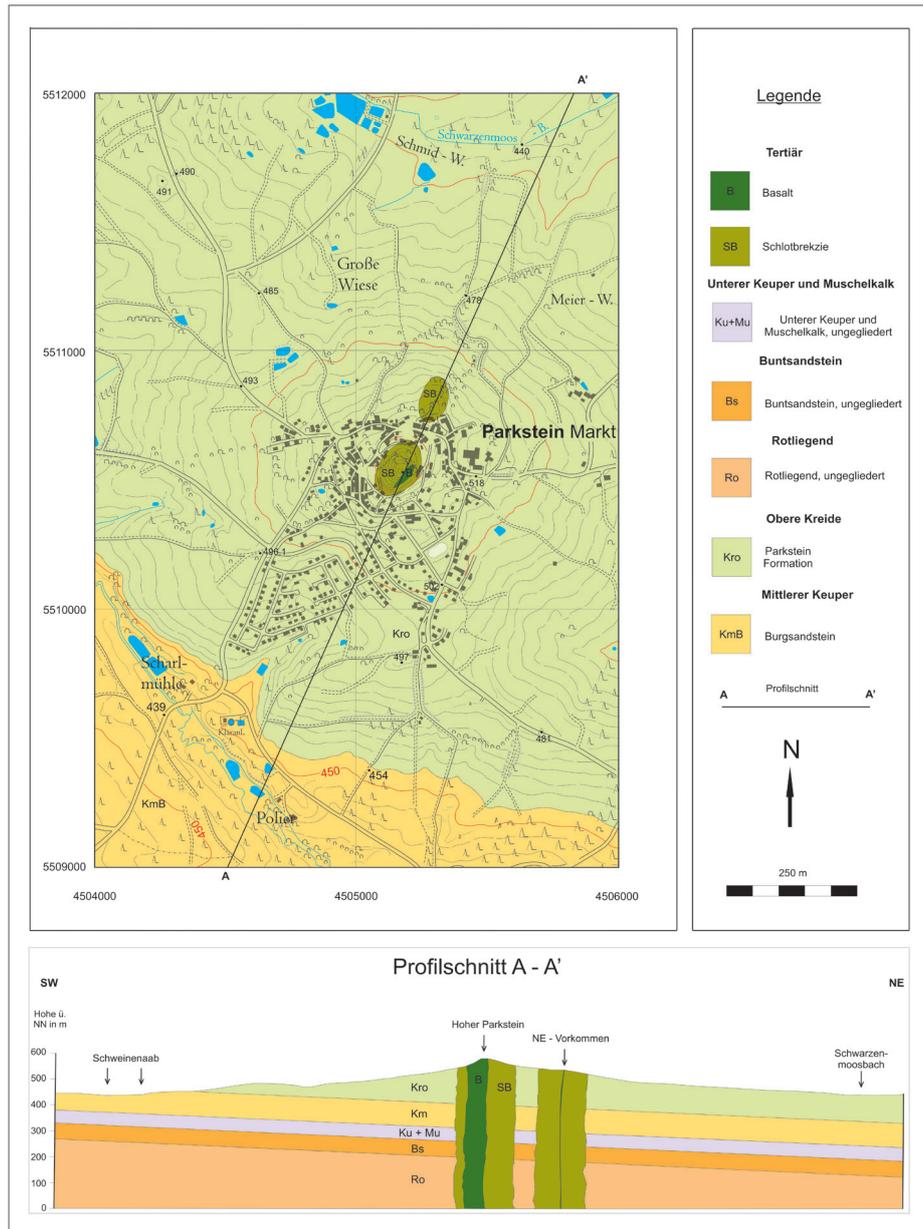


Abb. 4 Geologische Karte und geologischer Profilschnitt der Umgebung des Hohen Parksteins (Kartengrundlage DTK 25, Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2010).



Abb. 5 Luftbild des ehemaligen Steinbruchs an der SE - Wand des Hohen Parksteins. (Photo: A. Laumer, www.oberpfalz-luftbild.de/parkstein.htm).



Abb.6 Diatrembrekzie (li.) im Kontakt zum Basalt (re.) im südlichen Teil des Profils der SE - Wand des Hohen Parksteins. Rechts über dem Wegweiser ist ein kleiner Basaltgang zu sehen.



Abb.7 Diatrembrekzie (re.) im Kontakt zum Basalt (li.) am Treppenaufgang hinter dem Gasthof "Bergstüberl". Länge des Hammers ca. 35 cm.



Abb. 8 Die Basaltintrusion an der SE - Wand des Hohen Parksteins.



Abb. 9 oben: Detailaufnahme der Basaltsäulen. Länge des Hammers ca. 35 cm.



Abb. 10 rechts: Gebogene, überhängende Basaltsäulen im NE - Teil der Intrusion, unterhalb der Kirche.

3.1 Diatrembrekzie

Die Diatrembrekzie besteht aus verschiedenen großen Blöcken, Bomben, Nebengesteinsfragmenten und Lapillisteinen, die regellos in gröberem bis feinen, porösen Basalttöuff eingebettet sind. Sie hat eine graue bis hellbraune Farbe. In stark verwitterten Bereichen überwiegen meist rötliche bis braune Farbtöne (Abb. 11, 12). Die Diatrembrekzie ist magnetisch. Einzelne Minerale sind makroskopisch nicht zu erkennen. Auffällig ist jedoch die, schon bei flüchtiger Betrachtung der Brekzie feststellbare, große Anzahl an Fremdgesteinseinschlüssen. Sie heben sich durch weiße, graue, dunkelgraue, violette und braune Farben und ihre höhere Verwitterungsbeständigkeit klar vom umgebenden Gestein ab (Abb. 13 - 16). An der SE - Wand sind in der Diatrembrekzie überwiegend Sand- und Tonsteine zu erkennen. In den Felsenkellern, in der Kapuzinergasse (Abb. 17, 18), treten neben verschiedenfarbigen Ton- und Sandsteinen auch diverse Arkosen, Granite und Konglomerate auf.

Insgesamt können zwölf Xenolith - Typen unterschieden werden, die teils starke Ähnlichkeiten zu den Gesteinen des Mittleren Keupers und der Oberkreide in der Umgebung des Hohen Parksteins aufweisen. Die größten Xenolithe befinden sich im westlichen Felsenkeller. Sie haben einen Durchmesser von

1,5 m - 3 m. Einige der sedimentären Xenolithe stehen noch im Verband zum ehemals unter- bzw. überlagernden Gestein oder sind geschichtet (Abb. 19 und 20, 23-27).

An der Kontaktfläche der Diatrembrekzie zu den Basaltintrusionen bis etwa 1,5 m davon entfernt zeigen alle Xenolithe thermometamorphe und metasomatische Umwandlungserscheinungen. Der Grad der Metamorphose ist von der Größe der Einschlüsse, der Größe und der Abkühlungsgeschwindigkeit der Intrusion, der mineralogischen Zusammensetzung der Xenolithe sowie dem Abstand der Fremdgesteine zu den Basaltgängen abhängig. Kleinere Einschlüsse, die sich verhältnismäßig nahe am Kontakt Diatrembrekzie / Basalt befinden, sind meist vollständig umgewandelt. Größere Xenolithe, die in relativ weiter Entfernung zu den Basaltgängen liegen, sind oft nur im Randbereich gefrittet oder blieben unverändert (RANNEBERG 2011).

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Diatrembrekzie aus einer hypokristallinen bis glasigen Matrix besteht, in der Olivin, Augit, Titanaugit, Titanomagnetit und Gesteinsglas liegen. Das Gefüge kann als mikrokristallin - intersertal bezeichnet werden. Die Textur ist richtungslos.

Neben den gesteinsbildenden Mineralen konnten bei den Dünnschliffuntersuchungen der Diatrembrekzie, erwartungsgemäß, viele



Abb. 11 Graue Diatrembrekzie mit verschiedenen Pyroklasten und Nebengesteinsfragmenten.



Abb. 12 Verwitterte, braune Diatrembrekzie mit rundlichen Pyroklasten und Lapillisteinen.



Abb. 13 Gefritteter Tonstein (Basaltjaspis) am Kontakt Diatrembrekzie / Basalt.



Abb. 14 Ungefritteter, brauner Tonstein in brauner Diatrembrekzie.



Abb. 15 Thermomorph überprägter, weißer Sandstein am Kontakt Diatrembrekzie / Basalt.



Abb. 16 Ungefritteter, grauer Sandstein in brauner Diatrembrekzie. Länge des Messers ca. 10 cm.



Abb. 17 Felsenkeller in der Kapuzinergasse.

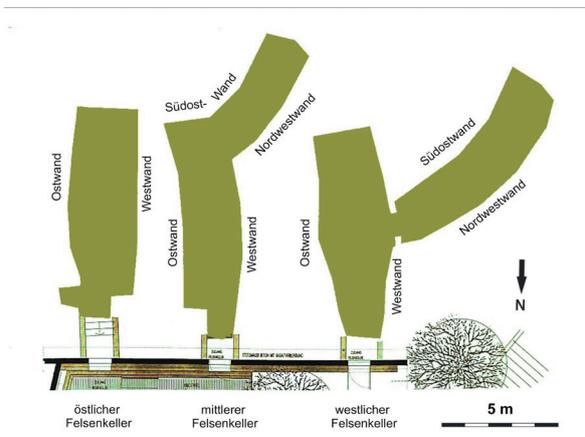


Abb. 18 Grundrisse Felsenkeller (www.vfmg-weiden.de/parkstein/keller.htm, modifiziert).



Abb. 19 Ungefritteter brauner Sandstein und grobes, graues Konglomerat (östlicher Felsenkeller).



Abb. 20 Ungefritteter dunkler Tonstein im Verband mit grauer Arkose (östlicher Felsenkeller).

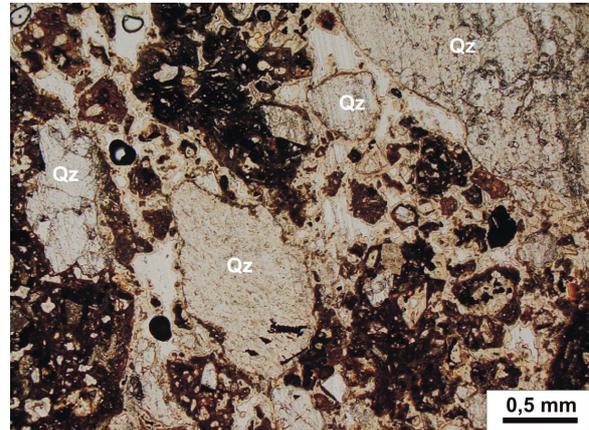
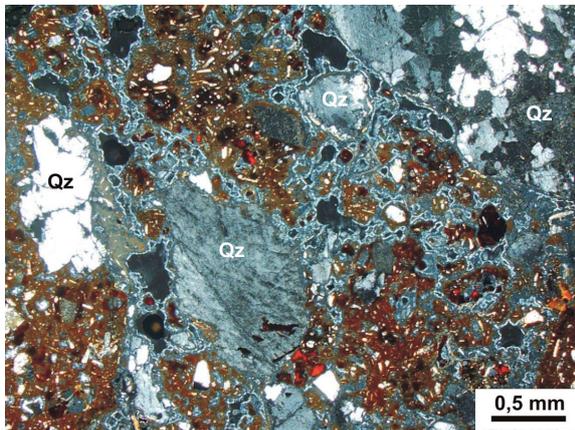


Abb. 21 Dünnschliffaufnahme von Quarzklasten aus der Diatrembreccie. Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.).

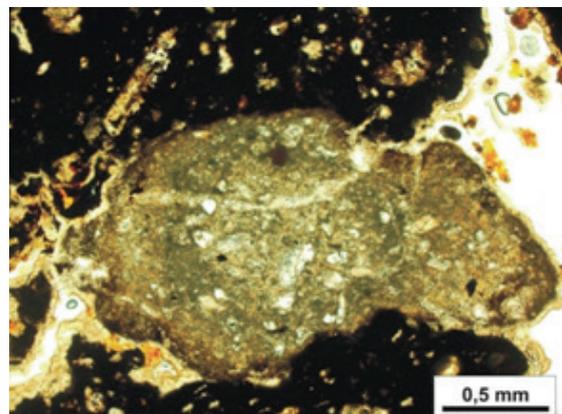
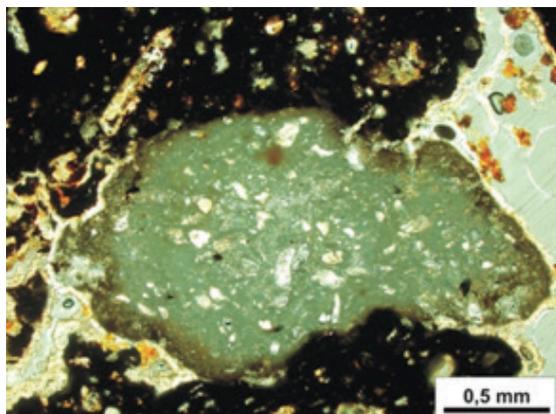


Abb. 22 Dünnschliffaufnahme eines gefritteten Tonsteins (Basaltjaspis) in der Diatrembreccie. Dunkelfeld (li.) und Hellfeld (re.).

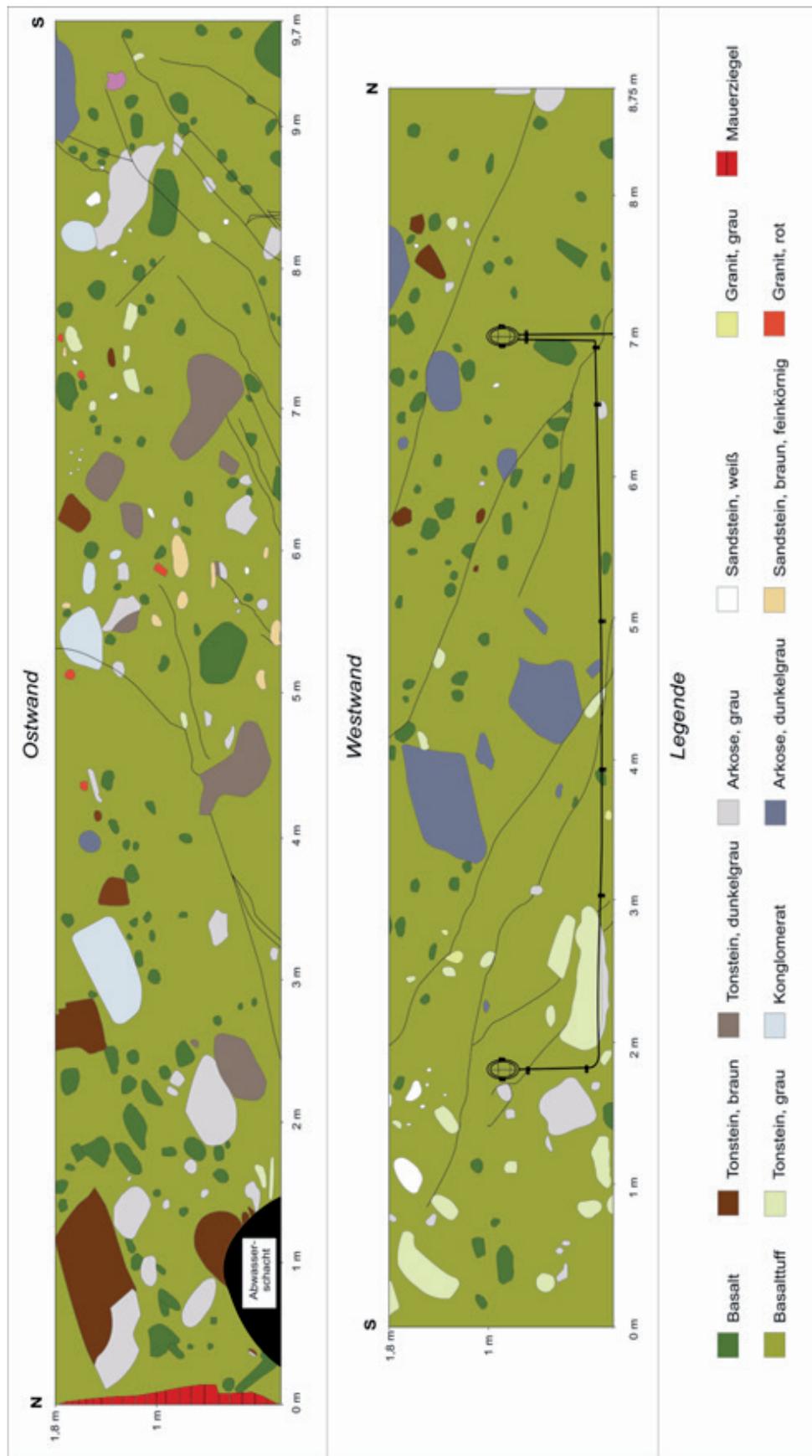


Abb. 23 Schematische Profile des östlichen Felsenkellers.

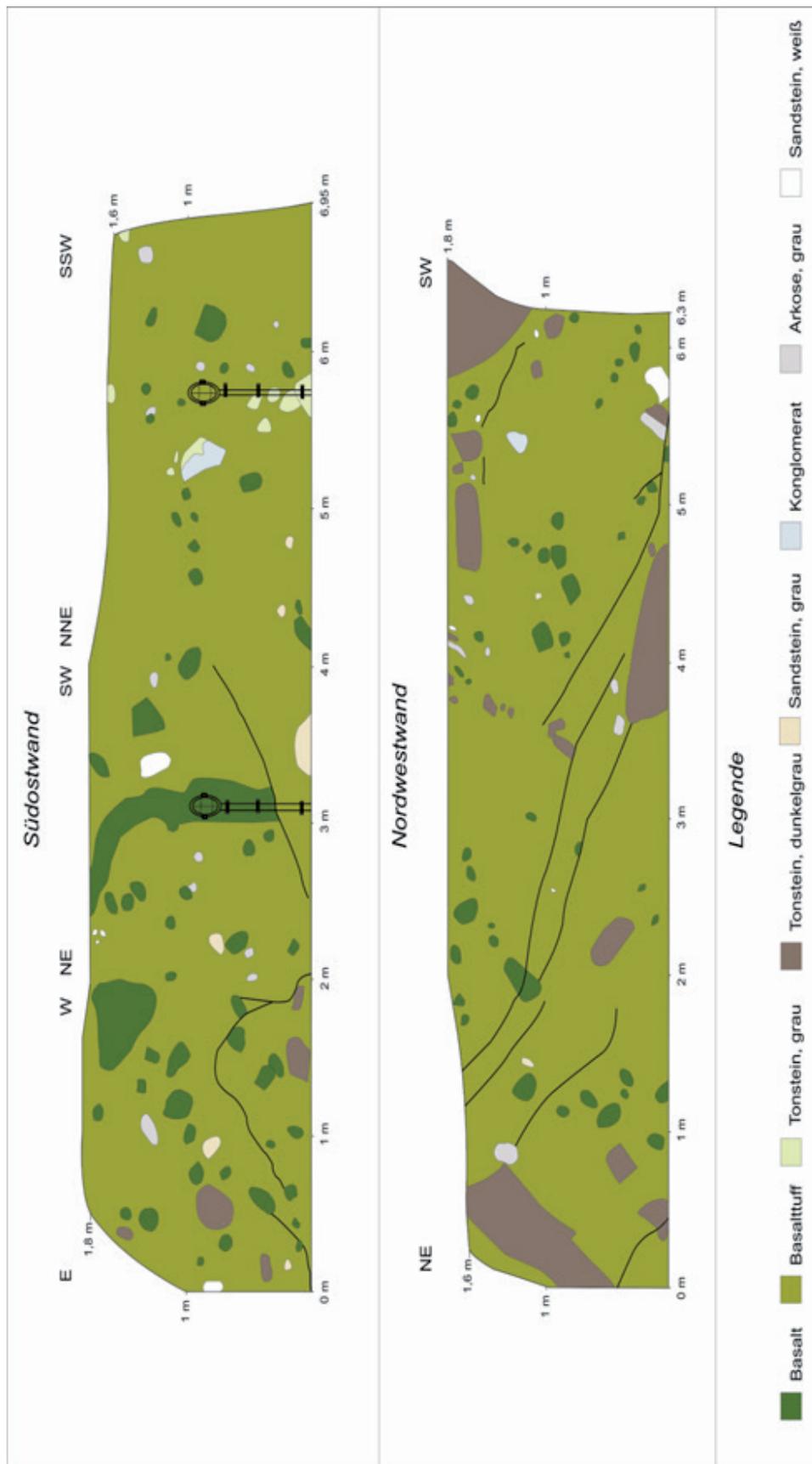


Abb. 25 Schematische Profile des mittleren Felsenkellers.



Abb. 26 Schematische Profile des westlichen Felsenkellers.

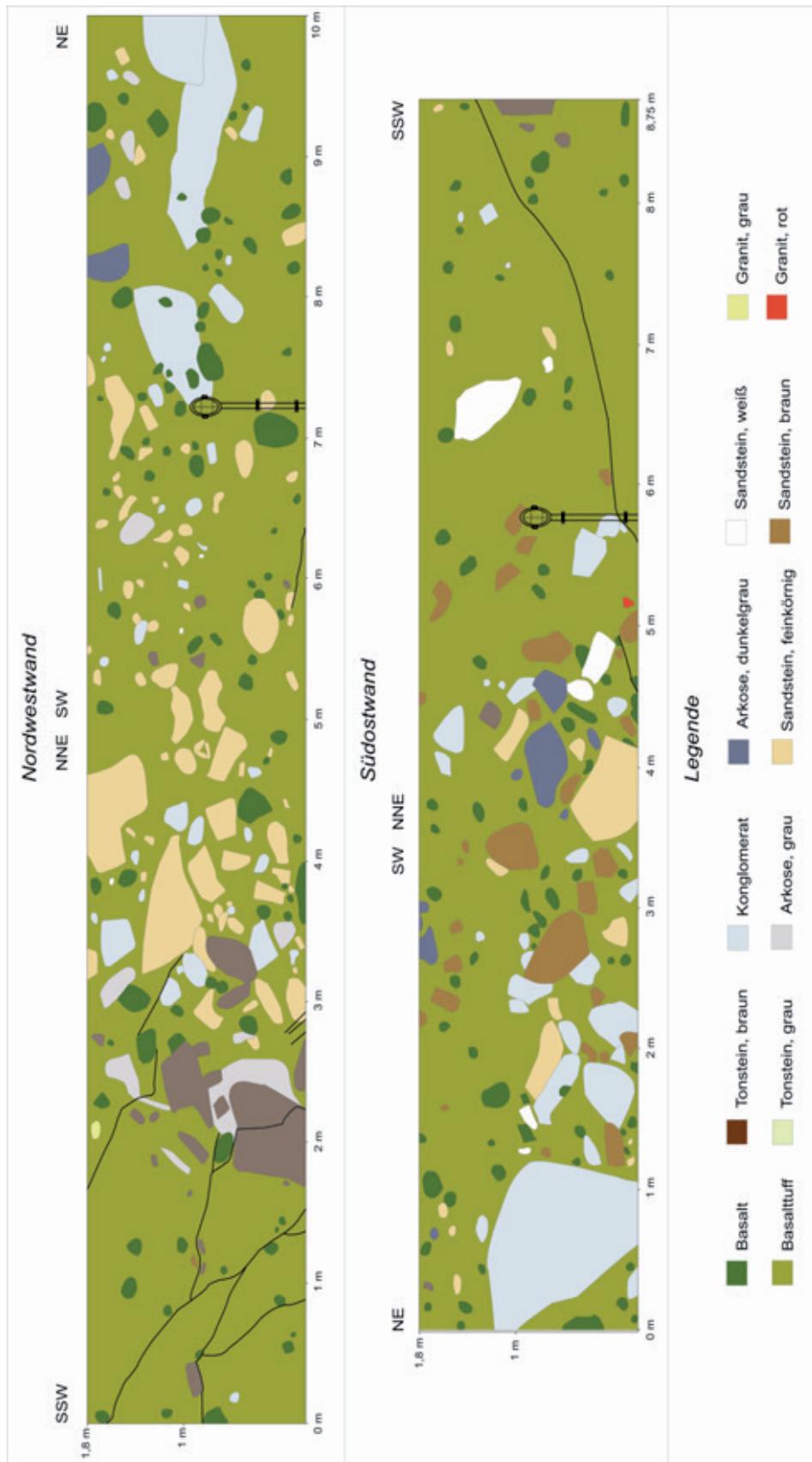


Abb. 27 Schematische Profile des westlichen Felsenkellers.

eingeschleppte Kristalle bzw. Fremdgesteinseinschlüsse beobachtet werden. In der Mehrzahl handelt es sich um Quarzklasten, die sich durch ihre Größe, die unregelmäßige, teilweise rundliche Form, die fehlende Spaltbarkeit und die undulöse Auslöschung deutlich von anderen Einsprenglingen abheben. Die untersuchten Quarze zeigen keine Reaktionssäume oder Aufschmelzungserscheinungen, stellenweise kann jedoch Subkornfelderung festgestellt werden. (Abb. 21).

Außer den Quarzkörnchen treten auch Tonsteinfragmente auf. Sie sind metasomatisch umgewandelt und liegen als Basaltjaspis vor. Sedimentstrukturen sind nicht mehr erkennbar (Abb. 22).

3.2 Basalt

An der SE - Wand des hohen Parksteins befindet sich, innerhalb der Diatrembrekzie, eine gangförmige, NE - SW streichende Basaltintrusion. Sie ist, durch einen alten Stein-

Tabelle 1. Chemische Zusammensetzung der Basalte der Umgebung der Ortschaft Parkstein. Proben MR/B/6/10 und MR/B/7/10 Basalt des NE - Vorkommens, Proben MR/B/26/10 und MR/B/39/10 Basalt des Hohen Parksteins.

Probe	MR/B/6/10	MR/B/7/10	MR/B/26/10	MR/B/39/10
Oxid				
CO ₂	1,72	1,53	2,00	1,93
Na ₂ O	3,82	4,05	3,57	3,99
MgO	10,50	10,20	10,10	9,41
Al ₂ O ₃	12,60	13,00	12,90	13,20
SiO ₂	40,80	40,30	42,10	40,40
P ₂ O ₅	1,56	1,54	1,42	1,64
SO ₃	0,16	0,16	0,11	0,14
Cl	0,06	0,06	0,01	0,05
K ₂ O	1,20	1,10	1,01	1,16
CaO	12,20	12,50	12,0	12,50
TiO ₂	2,13	2,32	2,21	2,38
Cr ₂ O ₃	0,15	0,16	0,12	0,09
MnO	0,20	0,20	0,19	0,19
Fe ₂ O ₃	12,60	12,60	11,90	12,60
CoO	0,03	0,03	0,02	0,02
NiO	0,04	0,04	0,04	0,03
ZnO	0,02	0,02	0,02	0,01
SrO	0,13	0,12	0,11	0,15
ZrO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02
Nb ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,08	0,09	0,08	0,09
Glühverlust	1,72	1,53	2,00	1,93

Tabelle 2. Normativer Mineralbestand der Basalte des Hohen Parksteins und des NE-Vorkommens (N=2).

NE - Vorkommen	py	cc	ap	il	or	al	an	mt	di	ol	ne
	0,44	3,69	3,67	4,23	6,80	10,08	13,84	7,25	21,53	12,9	12,56
Hoher Parkstein	py	cc	ap	il	or	al	an	mt	di	ol	ne
	0,34	4,47	3,63	4,36	6,42	15,43	15,41	7,11	18,28	17,57	8,95

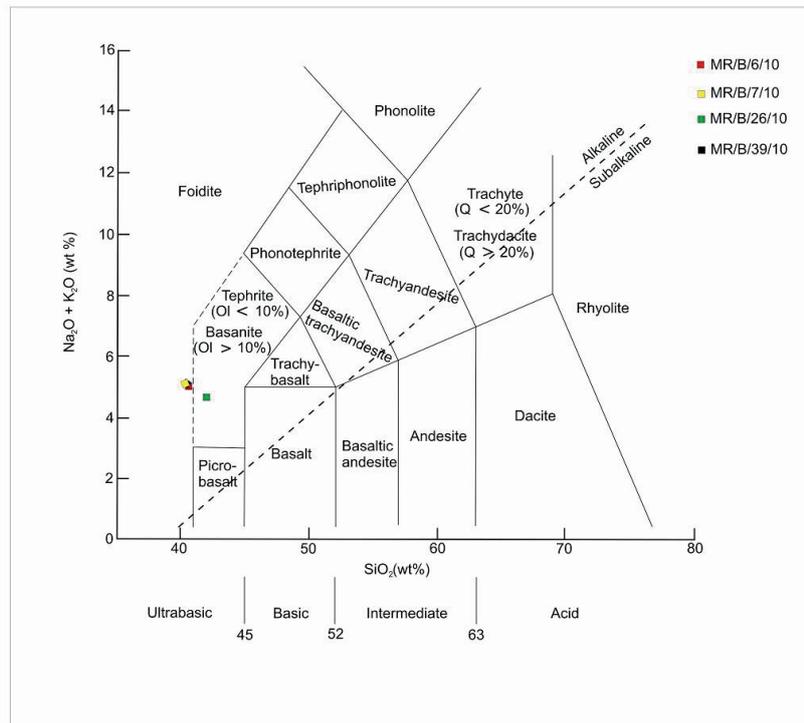


Abb. 28 Darstellung der analysierten Proben im TAS - Diagramm nach LE BAS et al. (1986). Proben MR/B/6/10 und MR/B/7/10 Basalte des NE - Vorkommens, Proben MR/B/26/10 und MR/B/39/10 Basalte des Hohen Parksteins.

bruch, auf einer Länge von rund 110 m und einer Höhe von etwa 40 m aufgeschlossen (Abb. 5).

Der Basalt zeigt in einzigartiger Weise die für viele Basaltlaven typische, säulenförmige Ausbildung. Die Säulen sind teilweise fächerförmig angeordnet. Im NE - Teil des Basaltganges sind die Säulen gebogen bis überhängend. Sie haben einen polygonalen Querschnitt mit einem mittleren Durchmesser von etwa 0,3 m. K - Ar Altersdatierungen zufolge hat der Parksteinbasalt ein Alter von 23,8 +/- 1,1 Ma (TODT & LIPPOLD 1975) bzw. 22,3 +/- 0,9 Ma (HORN & ROHRMÜLLER 2005).

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung (Tab.1) gehören die Basalte der Umgebung der Ortschaft Parkstein zu den Alkalibasalten. Sie können im TAS (total alkali vs. silica) - Diagramm (Abb. 28) als Basanite/Tephrite bzw. Foidite eingestuft werden. Da der, über die CIPW - Norm berechnete (Tab. 2), normative Olivinegehalt mehr als 10 % beträgt und der normative Nephelingegehalt deutlich über 5 % liegt, werden die untersuchten Basalte als Nephelin - Basanite klassifiziert.

In verwitterten Zustand sind die Basalte grau. Auf der Oberfläche der Säulen befinden sich zahlreiche, einige Millimeter bis Zentimeter große, Hohlräume. Sie stammen von verwitterten Olivinen und Fremdgesteinseinschlüssen. Auf frischen Bruchflächen haben die untersuchten Basalte eine dunkelgraue bis schwarze Farbe. Sie sind magnetisch und äußerst feinkörnig. Makroskopisch sind nur einzelne, unregelmäßig verteilte Olivine zu erkennen. Fremdgesteinseinschlüsse kommen vor, sind aber bei weitem nicht so häufig und so groß wie in der Diatrembekzie. Sie treten innerhalb und auch zwischen den Basaltsäulen auf. Im Randbereich der Intrusion sind die Xenolithe zahlreicher. Meist sind es thermometamorph überprägte weiße Quarzsandsteine, graue Arkosen und Tonsteine (Abb. 29, 30).

Die mikroskopische Untersuchung der Basalte zeigt, dass diese ein mikrokristallin - porphyrisches Gefüge aufweisen. Idiomorphe Einsprenglinge aus Forsterit, Augit, Titanaugit, Labradorit und Nephelin liegen in einer feinkörnigen, hypokristallinen Matrix aus



Abb. 29 Gefrittete, graue Arkose im Basalt.



Abb. 30 Gefrittete, weiße Sandsteine (rote Kreise) und gefrittete, violette Tonsteine (gelber Kreis) im Basalt. Länge des Messers ca. 10 cm.

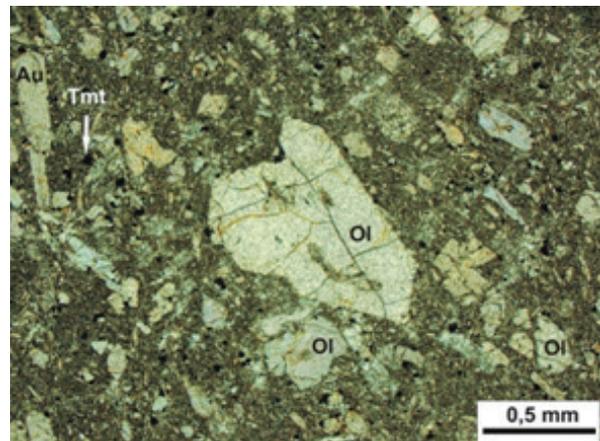
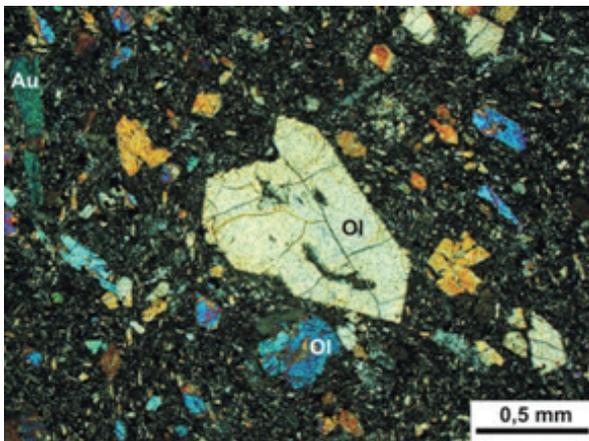


Abb. 31 Dünnschliffaufnahme einer Basaltprobe. Dunkelfeld (li.) und Hellfeld (re.). Man erkennt Phänokristalle von idiomorphem bis hypidiomorphem Olivin (Ol) und Augit (Au) in einer hypokristallinen Matrix aus Augit, Titanaugit, Olivin, Nephelin, Titanomagnetit (Tmt) und Glas.

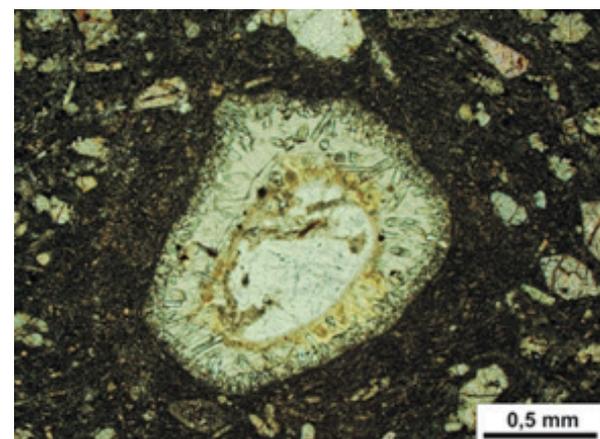
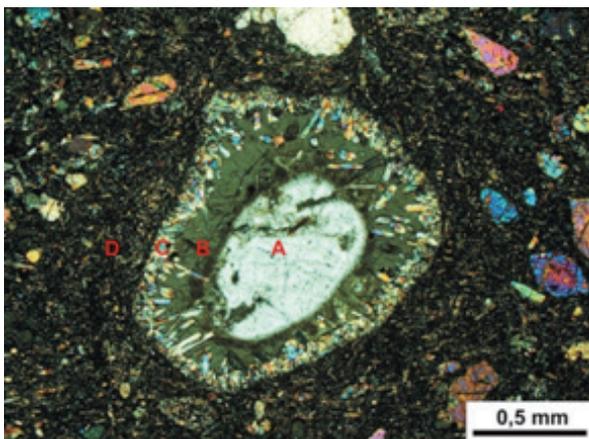


Abb. 32 Dünnschliffaufnahme eines teilgeschmolzenen Quarzklasten in einem Basalt. Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.). Das Quarzkorn ist im Zentrum (A) noch weitgehend erhalten. Nach außen hin folgt eine Zone aus gelbem bis farblosem Glas (B), die von einem Saum aus idiomorphem Diopsid (C) begrenzt wird. Außerhalb des Xenokristalls ist die Matrix äußerst feinkristallin ausgebildet (D). Phänokristalle von Augit, Titanaugit, Olivin sowie die Erzphase Titanomagnetit fehlen vollständig. Sie wurden zur Bildung des Pyroxensaums resorbiert.

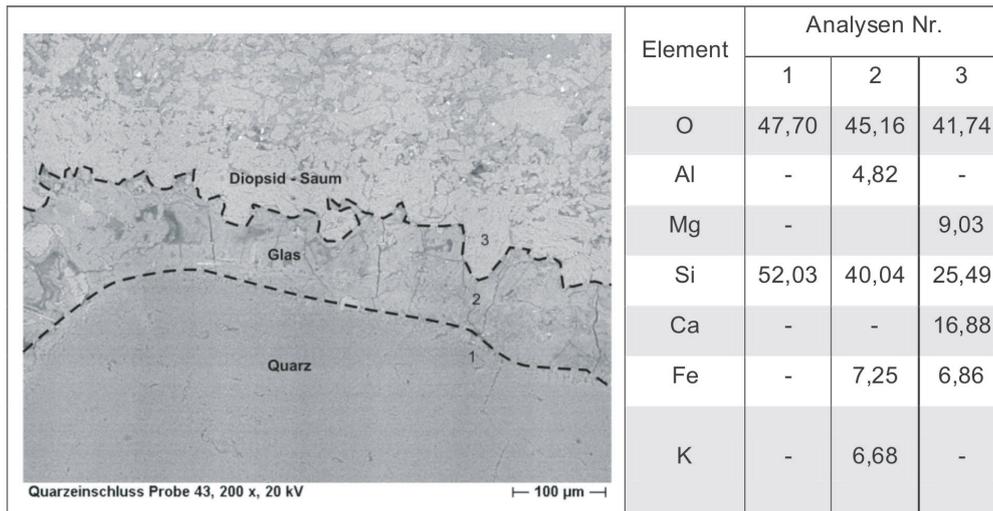


Abb. 33 SE - Bild (li.) und EDX Analyse (re.) eines gefritzten Quarzklasten aus einem Dünnschliff einer Basaltprobe (Angaben in Element %, $\Sigma = 100\%$). Die Zahlen im SE - Bild markieren die Punkte der EDX - Analyse.

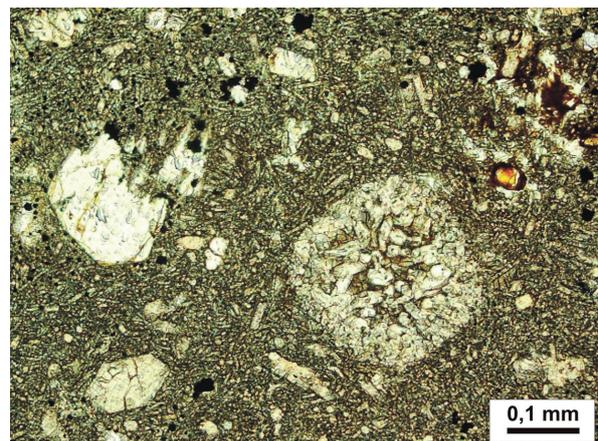
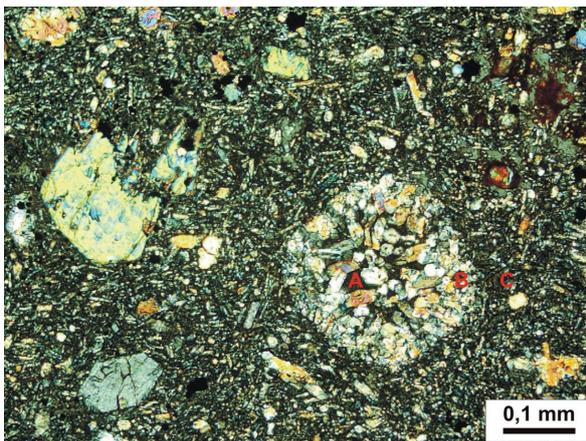


Abb. 34 Dünnschliffaufnahme eines vollständig aufgeschmolzenen Quarzkörnchens im Basalt Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.). Das ehemalige Quarzkörnchen besteht nur noch aus Glas (A) und Diopsidkristallen (B). Die Matrix außerhalb des geschmolzenen Kristalls ist feinkristallin ausgebildet (C). Phänokristalle und Erzphasen fehlen.

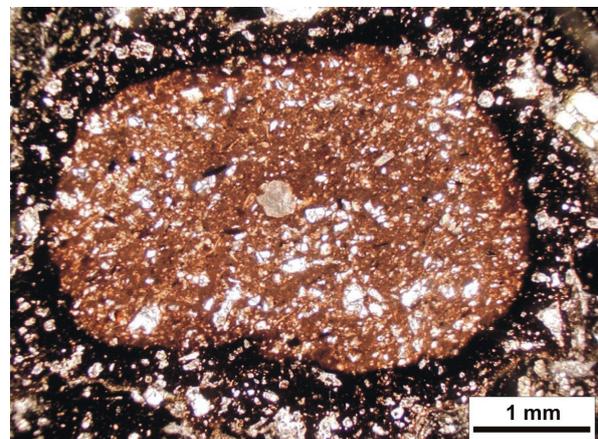
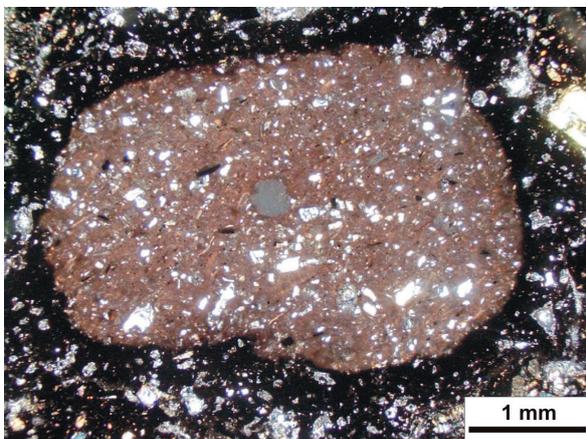


Abb. 35 Dünnschliffaufnahme eines gefritzten Tonsteins (Basaltjaspis) in einer Basaltprobe. Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.). Die Matrix in der Umgebung des Xenoliths besteht aus Glas.

Augit, Titanaugit, Forsterit, Nephelin, Labradorit, Titanomagnetit und Glas. Die Textur ist richtungslos (Abb. 31).

Analog zur Diatrembrekzie treten auch in den untersuchten Dünnschliffen der Basalte zahlreiche Fremdgesteinseinschlüsse und eingeschleppte Kristalle auf. Auch hier handelt es sich hauptsächlich um Quarzklasten und Tonsteine, an denen Reaktionsräume, Aufschmelzungen und metasomatische Umwandlungen festgestellt werden können.

Die Quarzklasten kommen partiell oder vollständig aufgeschmolzen vor. Teilgeschmolzene Quarzklasten enthalten im Zentrum ein „Auge“, das aus reliktschem Quarz besteht. Die mittlere Zone bildet braunes bis farbloses Glas. Der Rand besteht aus einem Saum idiomorpher, teilweise nadeliger Diopside, die in den durch die Aufschmelzung entstandenen Raum hinein kristallisiert sind. Besonders auffällig ist die Matrix in der Umgebung der Quarzklasten. Sie ist sehr feinkörnig ausgebildet. Augit-, Titanaugit- und Olivin - Phänokristalle sowie Titanomagnetite, die gewöhnlich in der Grundmasse auftreten, fehlen. Sie wurden zur Bildung des Pyroxensaums resorbiert (Abb.32, 33).

Vollständig aufgeschmolzene Quarzkörnchen sind durch eine Anhäufung von Pyroxenkristallen gekennzeichnet. Im Zentrum der ehemaligen Klasten befindet sich nur noch wenig braunes bis farbloses Glas. Die Pyroxene, die bei den teilgeschmolzenen Quarzen lediglich am äußeren Rand auftreten, füllen bei den vollständig aufgeschmolzenen Quarzen nahezu den gesamten Raum des ehemaligen Quarzkörnchens aus. Die Zone um die aufgeschmolzenen Klasten ist auch hier äußerst feinkristallin ausgebildet. Phänokristalle und Erzphasen fehlen (Abb. 34).

Im Gegensatz zu den Quarzklasten kommen Tonsteine ausschließlich in umgewandelter Form, als Basaltjaspis, vor. Sie sind anhand ihrer graublauen bis violetten Färbung auch makroskopisch in den Schliffen zu erkennen. Die röntgenographische Analyse des Basaltjaspis belegt, dass dieser aus Mullit, Cristoba-

lit, Cordierit, Spinell, Sillimanit und Sanidin besteht (Abb. 35).

4. Zusammenfassung und Diskussion

In der Ortschaft Parkstein und am nordöstlichen Ortsrand werden die Sedimente der Oberen Kreide von zwei ovalen, voneinander getrennten, tertiären Diatrembrekzien durchschlagen. Die Diatrembrekzie im Ort Parkstein ist sehr gut aufgeschlossen. Sie wird hauptsächlich aus Augit, Titanaugit, Olivin und Glas aufgebaut. Untergeordnet konnten auch Titanomagnetit, Apatit und Zeolithe nachgewiesen werden.

Innerhalb der Diatrembrekzie treten viele unterschiedliche Fremdgesteinseinschlüsse und eingeschleppte Kristalle auf, die schon bei flüchtiger Betrachtung des Gesteins zu erkennen sind. Die Xenolithe kommen in verschiedenen Maßstäben, von mehreren Meter Durchmesser, bis hin zum Einzelkorn vor. Insgesamt können zwölf Fremdgesteins - Typen unterschieden werden. Es sind verschiedene Tonsteine, Sandsteine, Arkosen, Konglomerate und Granite. Sie stammen sehr wahrscheinlich, wie Schröder (1965) bereits festgestellt hat, aus dem Deckgebirge. Selbst die Granite, von denen z.B. SEELIGER & STRUNZ (1962) angenommen haben, dass sie aus dem Grundgebirge mitgerissen wurden, kommen vermutlich aus dem Geröllinhalt der Oberkreidesedimente. Sie sind, wie man im östlichen Felsenkeller in der Kapuzinergasse sehen kann, Bestandteil der Konglomerate. Einige der sedimentären Einschlüsse stehen noch im Verband zu ehemals unter- bzw. überlagernden Gestein oder sind geschichtet.

An den Kontaktflächen der Diatrembrekzie zu den Basaltintrusionen, bis etwa 1,5 m davon entfernt, zeigen alle Xenolithe thermometamorphe und metasomatische Umwandlungserscheinungen. So wurden z.B. Tonsteine zu grauen bis graublauem Basaltjaspis umgewandelt. Der Grad der Metamorphose ist dabei von verschiedenen Faktoren abhängig. Unter anderem sind die Größe der Einschlüsse, die Größe und die Abkühlungsgeschwindigkeit der Intrusion, die Petro-

graphie der Xenolithe und der Abstand der Fremdgesteine zu den Basaltgängen maßgebend.

Innerhalb der Diatrembrekzie treten beim NE - Vorkommen und am Hohen Parkstein Basaltgänge auf. Der Basalt in der Diatrembrekzie des NE - Vorkommens ist nicht aufgeschlossen. Laut RICHARZ (1920) soll sich jedoch hier eine Intrusion von circa 10 m Länge und 1 - 1,5 m Breite befinden. Diese Angabe kann, aufgrund der gegenwärtigen Aufschlussverhältnisse, nicht bestätigt werden. Unterhalb der nördlichen und der östlichen Böschung liegt aber eine Vielzahl großer Basaltbruchstücke und zerbrochener Basaltsäulen, so dass davon ausgegangen werden muss, dass die Gesteine im Untergrund anstehen.

Der Basaltgang des Hohen Parkstein ist dagegen sehr gut aufgeschlossen. Er steht zu beiden Seiten im Kontakt zur Diatrembrekzie und zeigt mustergültig die typische säulenförmige Ausbildung. Die Intrusion streicht, wie alle Basaltgänge der Oberpfalz und Oberfrankens (TODT & LIPPOLD 1975), in NE - SW Richtung.

Petrographisch sind die Basalte des NE - Vorkommens und des Hohen Parksteins identisch. Beide Gesteine bestehen aus Forsteritreichem Olivin, Augit, Titanaugit, Nephelin, Labradorit und Titanomagnetit. Nach ihrer chemischen Zusammensetzung gehören sie zu den Alkalibasalten. Im TAS - Diagramm können die Basalte des NE - Vorkommens und des Hohen Parksteins als Basanite/Tephrite bzw. Foidite eingestuft werden. Da der, über die CIPW - Norm berechnete, normative Olivinegehalt mehr als 10 % beträgt und der normative Nephelingeht deutlich über 5 % liegt, können sie als Nephelin - Basanite klassifiziert werden.

In den Basalten treten zahlreiche eingeschleppte Kristalle und Fremdgesteine auf. Es sind Quarzklasten, Arkosen, Quarzsandsteine und Tonsteine. Sie zeigen deutliche Anzeichen thermometamorpher und metasomatischer Reaktionen. Die eingeschleppten Kristalle bestehen ausschließlich aus Quarz.

Sie kommen partiell und vollständig aufgeschmolzen vor. Im Zentrum kann sich ein reliktsch erhaltener Quarzkern befinden, der von einer Zone aus Glas umschlossen wird. Der Außenrand besteht aus einem Saum aus Diopsid. Die Matrix in der Umgebung der Quarzkörnchen ist sehr feinkristallin ausgebildet. Phänokristalle und Titanomagnetit wurden zur Bildung des Diopsids resorbiert. Tonsteine kommen im Gegensatz zu den Quarzklasten nur in vollständig umgewandelter Form, als Basaltjaspis, vor. Sedimentstrukturen können nicht mehr festgestellt werden. Die röntgenographischen Analysen zeigen, dass der Basaltjaspis aus Cristobalit, Sanidin, Spinell, Cordierit, Mullit und Sillimanit besteht.

Die Interpretation der vorliegenden Ergebnisse führt zu dem Schluss, dass der Hohe Parkstein explosionsartig entstanden ist. Die deutlichsten Anzeichen dafür sind in der Diatrembrekzie, vor allem in den Felsenkellern in der Kapuzinergasse, zu beobachten. Hier liegen zahllose eckige bis gerundete, teilweise mehrere Meter große Fremdgesteinseinschlüsse, Blöcke, Bomben und Lapillisteine vor, die völlig regellos angeordnet sind. Sie sind ein Beweis für die enorme Energie, die beim Ausbruch des Parkstein Vulkans frei geworden ist. Da weder in der Diatrembrekzie, noch im Basalt übermäßige Blasenbildung, durch austretende juvenile Volatile (z.B. H_2O , CO_2), festgestellt werden kann, kommt für die Entstehung des Parksteins nur eine phreatomagmatische Eruption, im Sinne von ALTENSCHMIDT (1991), in Betracht. Demnach ist die aufdringende Schmelze im Untergrund mit zirkulierendem Grundwasser zusammengetroffen, wodurch das Wasser schlagartig verdampfte. In Folge des Gasüberdruckes kam es zu einer explosiven Eruption mit Bildung eines Maares mit darunter liegendem Diatrem. In der Spätphase der Eruption konnte die Schmelze dann ungehindert aufsteigen. Ob die Schmelze im Diatrem stecken blieb oder bis zur Oberfläche gelangte, kann heute nicht mehr rekonstruiert werden, da große Bereiche am Parkstein bereits erodiert sind.

5. Danksagung

Wir möchten Dr. ANDREAS PETEREK, dem Leiter des Bayerisch Böhmisches Geoparks, herzlich für die informative Erstbegehung, Hinweise auf vorhandene Literatur und sein Engagement bei kleineren Problemen danken. Ebenfalls danken wir dem 1. Bürgermeister von Parkstein, Herrn HANS SCHÄFER, für seine Kooperation bei der Probenahme und die Herausgabe einiger relevanter Bohrprofile.

6. Literatur

- ALTENSCHMIDT, A. (1991): Maare in der Oberpfalz - Gedanken zur Entstehung des Parksteins. *Der Aufschluss*, 42, 83-93.
- DILL, H. (1990): Sedimentologie eines alluvialen Schüttungsfächers im Bereich der Oberkreide von Parkstein bei Erbdorf (NE-Bayern): ein Beitrag zur Abtragungsgeschichte im ostbayerischen Grundgebirge. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, 1423-1441.
- DILL, H. & WEBER, B. (2010): Von der Kreide ins Grundgebirge - Eine geologisch - lagerstättenkundliche Exkursion durch die nördliche Oberpfalz im Umfeld der Fränkischen Linie“. *Der Aufschluss*, 61, 299 - 320.
- GLASER, S., KEIM, G., LOTH, G. VEIT, A., BASSLER-VEIT, B. & LAGALLY, U. (2007): Geotope in der Oberpfalz. *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, Bayerisches Landesamt für Umwelt, 5, 136 S.
- GÜMBEL, C.W. (1868): „Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. 2. Abteilung: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebietes oder des Bayerischen Oberpfälzer Waldgebietes. 797-804 Verlag Dr. F. Pfeil, München.
- HORN, P. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Compilation of new K - Ar ages of determined Cenozoic volcanics in NE Bavaria“. In: Koch & Röhling H.-G. (Hrsg.) (2005): „System Earth - Biosphere Coupling Regional Geology of Central Europe“. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Erlangen, Excursion guide, 40, S. 49.
- KOCH, R. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.) (2005): *System Earth - Biosphere Coupling Regional Geology of Central Europe*. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Erlangen, Excursion guide, 40, 70 S.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A Chemical Classification of Volcanic Rocks based on the Total-Alkali_Silica Diagramm. *Journ. of Petrol.*, 27, 745-750.
- MICHAELIS, G. (2006): Geologische Aufnahme und Charakterisierung tertiärer Basalte und ihrer Fremdgesteinseinschlüsse in der Umgebung von Waldeck - Kalvarienberg - Schlossberg - Köglitzer Kusc. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, kombinierte Diplomarbeit und -kartierung, [unveröffentlicht], 131 S.
- OTT, W. D. (1996): Tertiärer Vulkanismus. In: „Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500.000“. Hrsg. Bayerisches Geologisches Landesamt München, 4. Auflage, 140 S.
- PÖLLMANN, H. & PETEREK, A. (2010): Mineralogie und Geologie ausgewählter Basaltvorkommen im westlichen Teil des Eger Rifts. *Der Aufschluss*, 61, 213 - 238.
- RANNEBERG, M. (2011): Charakterisierung und geologische Kartierung tertiärer Basalte und ihrer Fremdgesteinseinschlüsse in der Umgebung von Parkstein/Oberpfalz (Bayern). Unveröffentlichte Diplomarbeit, MLU Halle- Wittenberg, 115 S.
- RICHARZ, S. (1920): Die Basalte der Oberpfalz. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 72, 1-100.
- SCHRÖDER, B. (1962): Zur Alterstellung der Oberpfälzer Vorlandbasalte. *Geol. Bl. NO-Bayern*, 12, 1 - 15.
- SCHRÖDER, B. (1963): Gliederung und Lagerungsverhältnisse der Randfazies der Trias bei Weiden-Parkstein (Opf.). *Geol. Bl. NO-Bayerns*, 13, 98-141.
- SCHRÖDER, B. (1965): Tektonik und Vulkanismus im Oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. *Erlanger geologische*

- Abhandlungen, 60, 90 S.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2002): „Parkstein, Anzenberg und Co. - geologische Geschichte der Kegelberge in der Oberpfälzer Senke. Landkreis Schriftenreihe, Tirschenreuth, 14, 127 - 139.
- SEELIGER, G. & STRUNZ, H. (1962): Reaktionen an Einschlüssen im Basalt vom Parkstein (Weiden, Oberpfalz), Erzminerale vom Typus β -Korund (Freudenbergit, Högbomit). *Chemie der Erde*, 23, 681-708.
- STRUNZ, H. (1975): „Die Basalte der Oberpfalz und ihre Mineralien“. *Der Aufschluss*, Sonderband 26 (Oberpfalz), 329-342.
- TODT, W. & LIPPOLD, H. (1975): K-Ar Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter magnetischer Feldrichtung. I. Oberpfalz und Oberfranken. *J. Geophys.*, 41, 43 - 61.
- WALDECK, H. (1905): Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz“. *Friedrich-Alexanders-Universität, Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde*, 53 S., Erlangen, 53 S.
- WALTER, R. (2007): *Geologie von Mitteleuropa*. 561 S., E. Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele u. Obermiller, Stuttgart.
- WURM, A. (1925): *Geologie von Bayern - Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenstein*. 1. Auflage, 244 - 255, Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- WURM, A. (1961): *Geologie von Bayern - Frankenstein, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge und Nördlicher Oberpfälzer Wald*. 2. Auflage Verlag, 312-324, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- ZIEGLER, P. (1992): The European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 228, 91-111.

Internetquellen (Stand 12/2010):

www.oberpfalz-luftbild.de/parkstein.htm

www.vfmg-weiden.de/parkstein/keller.htm